

文章编号: 1001-1412(2000) 01-0024-06

两种不同类型的活动大陆边缘 及其动力学机制

胡桂明

(天津地质研究院, 天津 300061)

摘要: 东、西太平洋存在压性和张性两种不同类型的活动大陆边缘。它们产出的地质特征表明, 岩石圈相对地幔对流体, 持续或幕式地向西滑移。其滑移机制, 可从(地球)旋转体不同圈层之间存在不同的(旋转)动量矩得到解释。

关键词: 东、西太平洋; 活动大陆边缘; 岩石圈

中图分类号: P541

文献标识码: A

1 引言

我国东部沿海地区处在西太平洋弧后大陆边缘。中生代以来, 这里出现了一种独特的地质构造环境。从俄罗斯远东直至我国东南沿海一带, 出现了一条呈 NNE 方向的, 横切古构造线的巨大的构造岩浆活动带。为了说明它产生的构造背景, 在传统构造学基础上, 诞生了“地台活化”说和“地洼”说等著名的构造学说, 引起了世界地学界的关注。

这个构造岩浆活动带最显著的特征是, 从中生代早中期向中生代晚期至新生代, 构造环境有个从压性到张性的转折。

中生代早中期为压性构造环境, 构造上表现为逆冲断裂构造发育; 火山岩, 在岩石学上表现为与压性构造环境相联系的钙碱系列特征(图 1)。中生代晚期至新生代转化为张性构造环境。岩石学上表现为岩浆岩有富碱趋势; 构造上广泛出现了典型的与拉张有关的“箕状构造”; 即构造盆地一侧(或两侧)以正断层滑落为特征(图 2)。

人们注意到, 我国东部中生代构造岩浆活动带, 与西太平洋(海)沟—(岛)弧(弧后)盆(地)构造环境有着时空联系。这里的沟—弧—盆构造环境是由太平洋板块向大陆方向俯冲引起的。使人迷惑不解的是, 太平洋板块向大陆方向俯冲, 区域应力场总的趋势应该是压性构造环境。然而中生代的中晚期, 这里非但没有出现压性构造环境, 相反却出现了代表张性环境的

收稿日期: 1999-10-09; 修订日期: 2000-01-10

作者简介: 胡桂明(1937年—), 男, 河北玉田人, 教授级高级工程师, 构造地质学。

“弧后扩张”(D. Karig, 1976)。

我国东部处在西太平洋弧后大陆边缘,“弧后扩张”大陆边缘张性构造岩浆活动,给人们留下非常深刻的印象。尽管对弧后扩张存有不同解释,但对“弧后扩张”这个基本地质事实,已被国内多数学者所接受。于是人们以此为据,试图用来类比史期的构造环境。但运用中似有一种误解:一提“弧后”必然“扩张”;一提(大陆)“边缘”必然“裂隙”。其实从全球构造角度看问题,至少有两种不同类型的活动大陆边缘:压性的和张性的。对此,本文试提出一种动力学模型加以解释。这对研究史期的大陆地质构造属性也许是有益的。

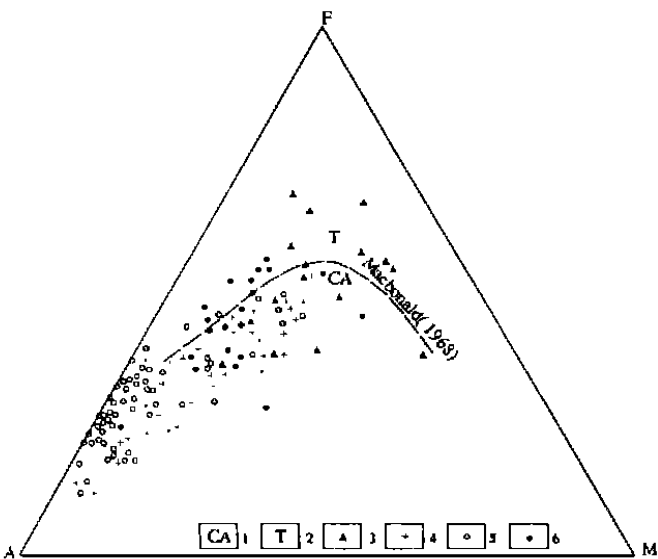


图 1 中生代火山岩 AFM 图解
(据河北省区域地质志 1989)

Fig. 1 AFM plot of Mesozoic volcanics
1. 钙碱质火山岩 2. 拉斑玄武质火山岩 3. 南大岭旋回
4. 髻髻山旋回 5. 张家口旋回 6. 大北沟旋回

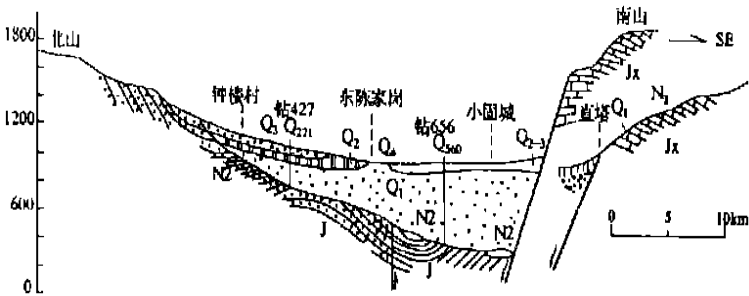


图 2 蔚县盆地横剖面示意图(据河北省地质局第三地质大队 1980)
Fig. 2 Skecth of the profile of Yuxian basin
Jx. 蔚县系 J. 侏罗系 N. 上新统
Q₁. 下更新统 Q₂. 中更新统 Q₃. 上更新统 Q₄. 全新统

2 两种不同类型的活动大陆边缘

东、西太平洋存在两种不同类型的活动大陆边缘。它们的特征如表 1 所示:

表 1 两种不同类型活动大陆边缘沟-弧-盆体系特征

Table 1 Characteristics of trench-arc-basin system at different active continental margins

构造属性	西太平洋陆缘(A 型边缘) 特征	东太平洋陆缘(B 型边缘) 特征
不同时代岛弧:		
迁移方向	向洋变新或向东变新	向陆变新(如图 4) 也是向东变新
火山岩	新生弧早期火山岩基性程度高	主要是英安—安山岩
基底特征	洋壳	早期洋壳, 晚期向陆壳转化
海沟深度	深, 约 5000 m, 最深处 11000 m	浅, 一般小于 4000 m
海沟产状	陡, 45°左右	缓, 30°左右
地震强度	相对弱、小	相对强、大
弧后盆地:		
构造性质	弧后扩张, 陆缘拉张	压缩, 晚期推覆构造发育
基 底	洋壳	早期为洋壳或过渡性洋壳; 晚期为陆壳
建 造	中基性火山岩(弧越年轻基性程度越高), 细碎屑岩、泥质岩	中性、中酸性火山岩、火山凝灰岩, 陆源碎屑沉积岩
弧与洋中脊距离	远, 越来越远(之间距离宽)	近, 越来越近(之间距离窄)

表 1 所示, 东、西太平洋不同类型陆缘特征, 给人留下这样的印象: 好象大陆壳相对地幔(对流体) 逐渐(或幕式) 地向西滑移。

按板块构造学说, 地幔对流体是由中脊升流, 上部水平分流, 两侧(海沟处俯冲) 沉降和底部(向中脊升流方向) 回流组成(图 3), 它是地幔中由热对流驱动的主动、独立的对流体。覆在其上的岩石圈受其拖动而运动。两者运动应该是协调的。如果出现岩石圈相对地幔(对流体) 向西逐渐滑移, 则说明, 除了地幔对流体驱动岩石圈运动外, 后者运动还应有其他的驱动力。

如果岩石圈相对西移, 在太平洋中脊西侧, 中脊部位形成的洋壳受下部地幔对流驱动向西运动。

(地幔) 对流体的西缘, 其自然下降位置逐渐退离原俯冲带, 就会在洋侧沉降, 形成新弧。新生弧的陆侧(西侧) 岩石圈继续向西滑移, 弧后(乃至大陆边缘) 被拉张, 出现 A 型边缘特征; 太平洋中脊东侧正好相反, (地幔) 对流体自然下降位置逐渐与向西“漂”来的大陆靠拢, 当与大陆接触时还没有到达其自然下降位置, 就会与大陆产生低角度强俯冲, 出现 B 型边缘特征(图 3)。

东太平洋陆缘(B 型边缘) 弧后不但未出现扩张, 相反, 那里的弧后盆地被压缩, 发育了一系列大型逆冲-逆掩断裂并向陆侧逆冲。由于(美洲) 大陆不断向西滑移, 俯冲带直接插在陆缘下, 火山-岩浆弧, 不断向大陆的纵深推进, 陆缘的不同时代岩浆弧从西向东(由岸边向安第斯山主峰) 由老到新排列(图 4)。

3 岩石圈相对西移的动力学机制

依据牛顿第二定律可以推导出角动量守恒定律, 即: $L = I\omega = \sum m_i r_i^2 \omega$ 式中: L 为旋转体角

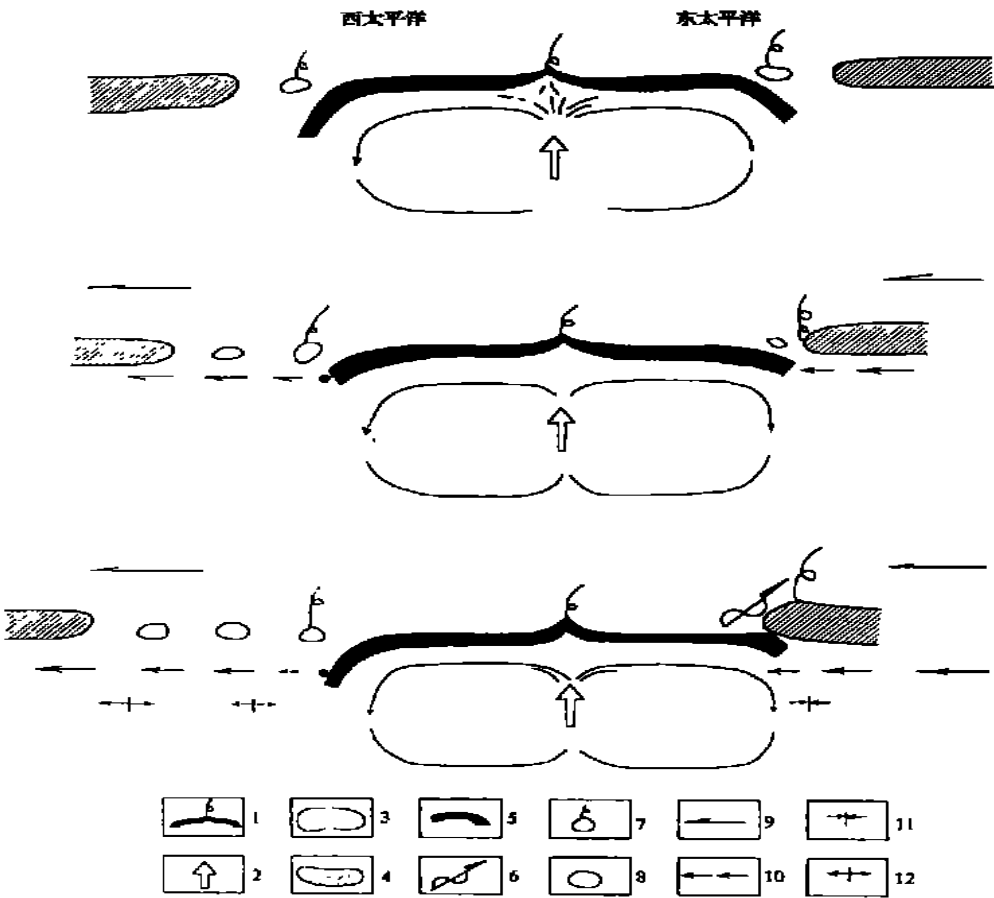


图 3 东西太平洋两种不同活动陆缘动力学模型

Fig. 3 Dynamic model of the East and West Pacific active continental margins

1. 洋中脊 2. 中脊升流 3. 地幔对流 4. 大陆块 5. 洋壳 6. 推覆构造及岩片 7. 活动火山弧
8. 停息火山弧 9. 岩石圈移动方向 10. 岩石圈位移水平分量 11. 弧后压性应力场 12. 弧后拉张应力场

动量(或动量矩), I 为转动惯量, m_i 为旋转体质点的质量, r_i 为旋转体质点旋转半径, ω 为旋转体(质点)的角速度。

这个公式是用来描述“刚体”的。能够证明, 它也适用于非刚体。

地球是由不同密度的物质圈层构成的。计算其不同圈层的角动量, 将是一项很困难的工作。为说明问题, 我们考察两个(同纬度)特征点的角动量: 比如在 0 纬度, 取岩石圈(近地表)的一个质点“ A ”, 它的旋转半径用地球的半径 R 近似地来表示; 再取地球半径中点($R/2$), 地幔中一个质点“ B ”代表地幔。如图 5。

现在我们来设定“ A ”、“ B ”两质点的质量。

“ A ”质点代表岩石圈, 由上地壳、下地壳和软流圈之上的地幔顶层三部分组成。由地球物理资料推测, 上地壳(以表壳岩为主)密度约 $2\sim 2.6\text{ g/cm}^3$, 该层厚约 $8\sim 15\text{ km}$; 下地壳(以玄

武质与花岗质岩石混杂为特征) 密度约 2.8 g/cm^3 左右, 该层厚约 $10 \sim 20 \text{ km}$; 软流圈之上的地幔顶层, 密度约 3 g/cm^3 左右, 该层底面距地表约 100 km 左右。不难看出, 由这三个物质层组成的岩石圈, 基性、超基性岩石占有很大的比重。我们取 2.8 g/cm^3 (实际应大于这个数值) 来代表岩石圈的平均密度。‘B’质点代表地幔, 密度约在 3 g/cm^3 以上, 取 3.5 g/cm^3 来代表。

我们暂且把地球看做‘刚体’, 取同一角速度 ω 。

将岩石圈和地幔中 A、B 两质点质量(密度乘以单位体积)代入上述公式。则, 岩石圈和地幔中两个特征点的角动量分别是:

$$L_A = m_A R^2 \omega = 2.8 R^2 \omega \quad (1)$$

$$L_B = m_B \left(\frac{R}{2} \right)^2 \omega = \frac{3.5}{4} R^2 \omega \quad (2)$$

比较(1)、(2)两式, 明显地 $L_A > L_B$ 。

由于从地核到地壳, 质点的质量(密度)减少是一种算术级数(分层)递减趋势; 而半径的平方增长却是几何级数递增趋势。即使考虑‘A’、‘B’两质点密度设定时的误差, $L_A > L_B$ 这个表达式也是成立的。如果旋转体遵循‘角动量守恒定律’, 则:(1)在假定旋转体是‘刚体’的情况下, 旋转体内部各质点保持相同的角速度(ω), 其间的动量矩差以力来耦合;(2)在假定旋转体是理想流体(无摩擦)的情况下, 旋转体内部各质点保持相同的角动量。即: $m_A R^2 \omega = m_B \left(\frac{R}{2} \right)^2 \omega_B$ 。由于 $m_A R^2 > m_B \left(\frac{R}{2} \right)^2$, 则 $\omega < \omega_B$ 。

因此, 我们有如下推论:

(1) 地球各质点在角速度相同的假定下, 其角动量是随其密度和旋转半径不同而变化的, 它从地心向地表逐渐增大; 如果地球内部存在有圈层构造, 则各圈层的角动量在角速度相同的假定下, 也是不等的。外层的角动量趋大。如果地球这个旋转体角动量也是守恒的(应该是守恒的), 那么, 各圈层之间要么有某种‘力’来耦合; 要么产生层间滑动来改变角速度。由于地球是个弹塑性体, 实际上‘力的耦合’和‘层间滑动’是同时或交替地在起作用。

(2) 由于地球不是刚体, 各圈层间在力的足够长时间的作用下(超过岩石的蠕变周期), 岩石必然产生塑性流变, 各圈层间产生滑动来(部分地)改变角速度。越是内层其角速度越快。地

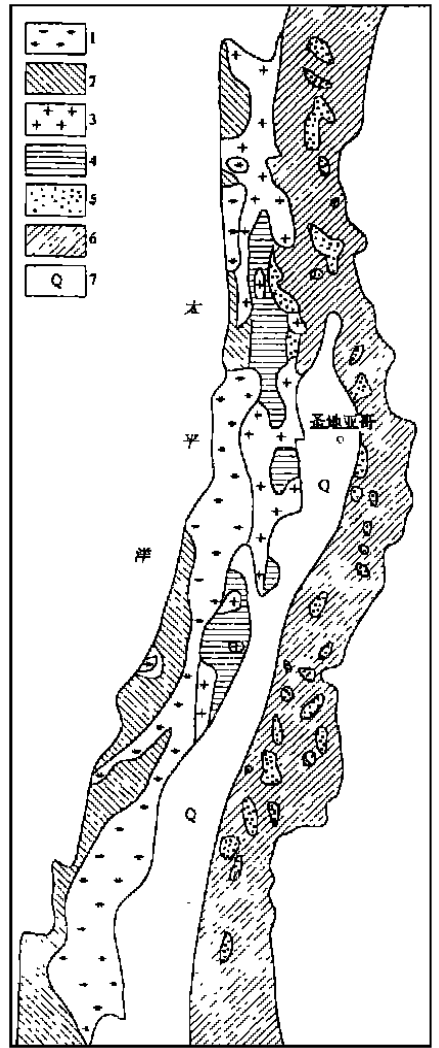


图 4 智利中部不同时代岩浆弧展布示意图

Fig. 4 Sketch of the magma arc distribution at different times in the middle Chile

1. 古生代花岗岩 2. 古生代变火山-沉积岩石
3. 中生代早期花岗岩 4. 中生代早期火山岩、火山沉积岩
5. 中生代晚期花岗岩 6. 中生代晚期-新生代火山岩、火山沉积岩
7. 第四系

核最快, 岩石圈最慢。由于 $\omega_A < \omega_B$ 岩石圈相对地幔持续(或幕式)地向西滑移。

在岩石圈(主要是大陆块)相对西移的牵导下, 地幔升流或洋中脊扩张线以及巨型消减带的走向, 很容易出现南北(史期的经线)走向的拉张或消减。

(3) 同一圈层(如岩石圈)不同纬度的质点, 在角速度相同的假定下, 角动量也不同, 之间须有力的耦合。在这个长期力的作用下, 也会使不同纬度上的(地质)块体, 沿其构造薄弱带产生滑动。趋势是, 低纬度相对高纬度块体向西滑移。

岩石圈相对地幔(对流体)向西逐渐滑移, 是由地球自传引起的(其机制不要求地球不断变更自身角速度), 是一个独立的动力学和运动学因素。

因此, 岩石圈中各块体的运动, 至少是地幔对流与旋转体质点(块体、圈层)间不同动量矩所趋动的某种“合”运动。

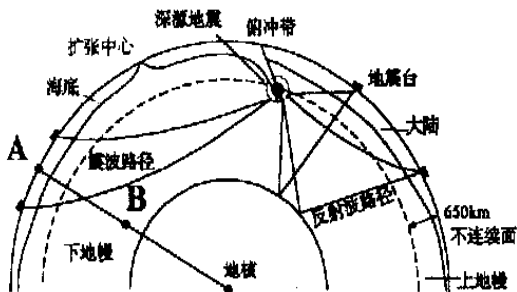


图 5 地球断面示意图

Fig. 5 Sketch of the Earth profile

参考文献:

- [1] 胡桂明. 华北陆台北缘地体构造与铁金矿产[M]. 北京: 地质出版社, 1998.
- [2] Mitchell A H G, Garson M S. Mineral Deposits and Global Tectonic Settings[M]. Academic press London-New York, 1981.
- [3] Condie K C. Plate tectonics and crustal evolution[M]. Third edition, pergamon Press, 1989.

ACTIVE CONTINENTAL MARGINS OF TWO DIFFERENT TYPES AND THEIR DYNAMIC MECHANISM

HU Gui-ming

(Tianjin Geological Academy, Tianjin 300061, China)

Abstract: Compressional and tensional continental margins are located in east and west ends of Pacific Ocean. Geological characteristics at their locations show continuous or pulsive westward slipping of lithosphere with respect to convection cell. The slipping mechanism can be explained with the different revolving moment of momentum of different revolving layers.

Key words: East, West Pacific Ocean; active continental margins; lithosphere